

KARSZTOS MÉLYEDÉSTÍPUSOK ÉS ELKÜLÖNÍTÉSÜK SZEMPONTJAI

VERESS MÁRTON

TYPES OF KARST DEPRESSIONS AND THEIR IDENTIFICATION

Abstract

This study deals with the method how karst depression types can be differentiated. Such a study is possible through field observations or with the help of morphological and geological data that can be gained from topographic and geological maps. In this paper, these morphological and geological characteristics are presented, as well as their application, either separately or simultaneously. The following features can be distinguished: typical ponors, features functioning as water drainage, solution dolines (their varieties are the old dolines of glaciokarsts and schachtdolines), collapse dolines, subsidence dolines (and their varieties), ponors transformed into dolines and, finally, depressions of superficial deposit.

Keywords: karst depression, ponor, solution doline, collapse doline, caprock doline, subsidence doline, depression of superficial deposit

Bevezetés

E tanulmányban a különböző típusú karsztformáknak azokat a tulajdonságait összegezzük, amelyekkel a típusok elkülöníthetők egymástól. A cél az, hogy e tulajdonságok figyelembevételével a karsztobjektumok a terepi munka során típusba sorolhatók legyenek. Ezt az indokolja, hogy egy karsztterület minősítésének ma már nem csak tudományos, hanem környezetvédelmi, mérnöki (műszaki létesítmények tervezése), katasztrófa-megelőzési és képzési okai is lehetnek. Ehhez viszont különböző adatok (földtani, hidrogeológiai stb.) figyelembevételén, elemzésén kívül a felszíni karsztformák minősítése elengedhetetlen. A karsztformák elkülönítésére a hazai irodalomban már CHOLNOKY J. (1928; 1944) is kísérletet tett: szerinte a dolinák homorú, míg a víznyelők domború oldallejtőjűek.

A karsztra hullott csapadékvíz a kőzetbe szivárog. A kőzet oldott anyaga a vízzel szállítva a karszt belsejébe jut, emiatt a karszt felszíni formái mélyülnek. A karsztos depressziók közös jellemzője, hogy felszíni vízlefolyás (vízfolyás) hiányában zárt formákká fejlődnek, ami abban nyilvánul meg, hogy befelé dőlő oldallejtőkkel határoltak. Ezért felszíni vízkifolyásuk csak megfelelő feltételek között fordulhat elő. Például ha a felszín a forma pereménél alacsonyabb, továbbá, ha a karsztos mélyedésben legalább időszakosan tó alakul ki. Emiatt a területükre hullott csapadék vagy az oda áramló víz a karsztba szivárog vagy folyik (karsztos vízvezetés).

A karszt depressziói mind méretüket, mind alakjukat és genetikájukat tekintve igen változatosak. Átmérőjük néhány m-től több km-ig terjedhet. A karszt depressziói alakilag (de genetikailag is) dolinák, víznyelők, poljék és egyes karrformák (pl. hasadékkarrok).

A karsztos depressziók egyes típusainak előfordulása különböző tulajdonságokkal rendelkező karsztokhoz kapcsolódik. Ezek közül az egyik legfontosabb, hogy a karsztos kőzetben vagy mellette van-e nem karsztos kőzet és az milyen helyzetű a karsztos kőzethez képest. A vízzáró nem karsztos kőzet jelen lehet fedőként vagy a karsztos kőzetbe ékelődve úgy, hogy magasabb helyzetű, mint a karsztos kőzet, amely ezért a nem karsztos kőzetekből felépült térszínekről vizet kap. Elnevezései többfélék: allogén karszt (JAKUCS L.

1971), kontakt karszt (GAMS, I. 1994), nem önálló karszt (HEVESI A. 1986). Ezzel szemben az autogén (önálló) karszton a karsztos kőzet a nem karsztos környezete fölé magasodik és vizet csak a csapadékból kap.

GVOZDETSKIY, N. A. (1965) a karsztos kőzetre települt nem karsztos kőzet jelenléte vagy hiánya, illetve minősége szerint megkülönböztetett csupasz és fedett karsztot (a fedő lehet konszolidált vagy nem konszolidált; ez utóbbi kategóriában összeálló vagy nem összeálló, nem karsztos kőzet is lehet), „soil covered” vagy „boddy” karsztot (a fedő talaj, illetve vörösföld) és eltemetett karsztot (a fedő nagyon vastag és vízzáró). BÁRÁNY I.–JAKUCS L. (1984) a csupasz, talajtakaró nélküli karsztot nyílt karsztnak, a talajjal borítottat rejtett nyílt karsztnak nevezi. Nyílt karsztok jelentős kiterjedésben fordulhatnak elő a glaciális erózióknak kitett glaciokarsztokon (FORD, D. C. 1979; SMART, C. 2004) vagy a főleg emberi hatásra ilyenné formálódó mediterrán karsztokon (SAWICKI, L. S. 1909). HEVESI A. (1986) szerint a fedett karszt lehet eltemetett (a fedő vízzáró) vagy rejtett (a fedő vízáteresztő).

A GVOZDETSKIY-féle eltemetett karszt típusba tartozó területek tulajdonképpen nem tekinthetők karsztnak, mivel a karsztos kőzet nagy mélységben helyezkedik el. A nagy fedővastagság miatt karsztosodás sem a felszínen, sem a karsztos kőzetben nem történik. Ezért a továbbiakban az eltemetett karszton HEVESI A. (1986) definícióját értjük.

Nemzetközi és hazai dolinaosztályozások

A karsztos depressziók közül a dolinák (töbrök) a legelterjedtebbek. Mind morfológiailag, mind genetikailag nagymértékben változatosak. A nemzetközi szakirodalomban az egyes dolinatípusok elkülönítése és leírása már a karszt kutatások korai időszakában megtörtént. Az „alluvialis doline” megnevezést már CVIJIC, J. (1893) is használta a polje-aljzatok fedőjében kialakult depressziókra. SWEETING, M. M. (1973) munkájából ismert, hogy a moréna anyagú fedőben kialakult dolinákat („shake holes”) LUCAS már 1872-ben leírta. Az idők folyamán újabb és újabb dolinatípusokat különítettek el, de az is gyakran előfordult, hogy a különböző szerzők ugyanazt a típust más névvel mutatták be.

A dolinatípusok nevezéktanát (ami egyúttal a különböző szerzők által kialakított osztályozás is) az *1. táblázatban*, genetikai típusaikat az *1. ábrán* mutatjuk be. A típusok egy része a magyar karsztos szakirodalomban sokáig nem jelent meg, dolinákön oldásos dolinákat értettek (l. pl. CHOLNOKY J. munkáit). A fedett karszt dolináit vagy az oldásos dolinákhoz sorolták, vagy víznyelőnek tekintették, illetve e formákról nem is vettek tudomást.

A dolinák átfogó osztályozását a hazai szakirodalomban viszonylag későn, BÁRÁNY I.–JAKUCS L. (1984) és BALÁZS D. (1991) mutatta be. BÁRÁNY I.–JAKUCS L. (1984) oldásos, utánsüllyedésses (Schwunddolin) és szakadékdolinákat különböztetett meg. Az utánsüllyedésses dolinák kialakulását – német forrásokra (CRAMER, H. 1941) támaszkodva – a fedőösszlet utánsüllyedésével magyarázták. Szerintük a folyamatot a fekvő felszínén kialakult oldásos dolina révén létrejött anyaghiány okozza.

Munkájában BALÁZS D. (1991) főleg az oldásos dolinákat osztályozta, de három fedett karsztos töbörtípust is bemutatott: a „subadjacent karst collapse doline”-t (fenti szerző szerint magyarul: mélységi szakadékdolina), a subsidence doline-t vagy Schwunddoline-t (amit magyarul süppedt vagy mélységi rogyott dolinának nevez) és a tölcsér alakú víznyelő dolinát. A mélységi rogyott dolina kialakulásánál hangsúlyozza a fekvő kőzet berogyását, akárcsak a CHOLNOKY-féle „rogyott dolina” esetében (CHOLNOKY J. 1940). Szerinte a fedőn a mélyedés azért alakul ki, mert az elmozduló mészkőtömbök „magukkal rántják, lezök-

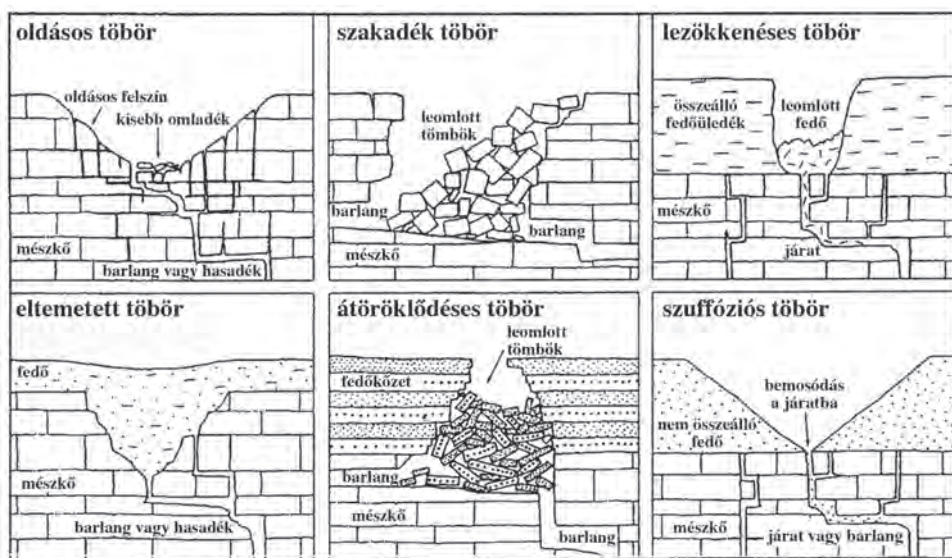
Dolínatípusok és megnevezésük a különböző szerzőknél

Forrás: WALTHAM, A. C. – FOOKES, P. G. 2003; WILLIAMS, P. W. 2004

Doline types and their names at different authors

Source: WALTHAM, A. C. – FOOKES, P. G. 2003; WILLIAMS, P. W. 2004

Dolínatípusok folyamatok	FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. (1989)	WHITE, W. B. (1988)	JENNINGS, J. N. (1985)	BÖGLI, A. (1972)	SWEETING, M. M. (1973)	CULSHAW, M. G. – WALTHAM, A. C. (1987)	BECK, B. F. – SINCLAIR, W. C. (1986)	Más megnevezések
oldódás	oldásos (solution)	oldásos (solution)	oldásos (solution)	oldásos (solution)	oldásos (solution)	oldásos (solution)	oldásos (solution)	
omlás	szakadék (collapse)	szakadék (collapse)	szakadék (collapse)	szakadék (gyors) (fast) vagy utánstüllyedéses sub- sidence (lassú) (slow)	szakadék (collapse)	szakadék (collapse)	szakadék (collapse)	rétegek közti omlás (interstratal collapse)
a fedő omlása	┐	┐	feketi omlása (subadjacent collapse)	oldásos és után- stüllyedéses (solution subsidence)	┐	┐	┐	
lezökkenés	után- stüllyedés	fedőomlásos (cover collapse)	után- stüllyedéses (subsidence)	alluvialis (alluvial)	után- stüllyedéses (subsidence)	után- stüllyedéses (subsidence)	fedőomlásos (cover collapse)	
szuffózió		fedő után- stüllyedéses (cover subsidence)	┐	┐	┐	┐	fedő után- stüllyedéses (cover subsidence)	ravelled, shakehole
eltemetődés	┐	┐	┐	┐	┐	eltemetett (buried)	┐	kitöltött (filled), paleo



1. ábra Dolinatípusok. Forrás: WALTHAM, A. C. – FOOKES, P. G. 2003
Figure 1 Doline types. Source: WALTHAM, A. C. – FOOKES, P. G. 2003

kentik a felettük elhelyezkedő nem karsztos kőzeteket is”. Ez a kialakulási mód a XX. sz. első felének német felfogását tükrözi. A BALÁZS D. (1991) által még említett alluviális víznyelő dolina valószínűleg a Cramer-, illetve a Jennings-féle dolina-csoportosításokban (CRAMER, H. 1941; JENNINGS, J. N. 1985) megjelenő „alluvial streamsink doline” típusnak felel meg. BALÁZS D. (1991), akárcsak CRAMER, H. (1941), e depresszió kialakulását a felszín borító üledékeknek a karsztba szállításával magyarázza. Ezt a képződési szakaszt azonban megelőzi a szuffúziós anyagszállítás és a szuffúziós dolina kialakulása. BALÁZS D. (1991) ábrája szerint e formák közzethatáron alakulnak ki, ami nem lehetséges, mivel alapvetően a poljék fedőüledékes aljzatának területén jönnek létre. Az „alluvial streamsink doline” típust a mai osztályozások nem tekintik önálló osztálynak (1. alább).

A tipizálás szempontjai

A karsztos depressziók típusainak elkülönítése egyszerű, terepi megfigyelések alapján és/vagy (topográfiai, földtani) térképekről leolvasható adatgyűjtéssel lehetséges. A terepi megfigyelések morfológiai szempontjai, illetve a topográfiai térképekről leolvasható adatok az alábbiak:

- Van-e a karsztos vízvezető járhoz tartozó, zárt mélyedés a karszt felszínén?
- A depressziók szűkebb értelemben vett alaki jellemzői: az oldallejtők meredeksége, az aljzatok morfológiája (elvezető járat megléte vagy hiánya, az aljzaton pozitív, illetve negatív formák jelenléte vagy hiánya).
- A depresszió tágabb környezetének morfológiai elemei: a depresszióhoz kapcsolódó-e eróziós felszíni formák, van-e tereplépcső vagy vízválasztóval lehatárolható vízgyűjtő?
- Esetleg a depressziók mérete, illetve egyes méreteik (pl. a hosszabb átmérő és a legnagyobb mélység) egymáshoz viszonyított aránya.

A felhasznált földtani adatok az alábbiak:

- A depresszió fedőüledékének anyaga. Ha ez nem karsztos, akkor milyen jellemzői vannak (konszolidált vagy nem konszolidált, összeálló vagy nem összeálló kőzet, illetve üledék).
- A nem karsztos fedő depresszió körüli kifejlődésének mintázata (körbeveszi-e a depressziót, egyik oldalán fejlődött ki, esetleg hiányzik).
- A nem karsztos fedő idősebb-e, mint a depresszió. Ha idősebb, akkor a depresszió a nem karsztos fedőben keletkezett, ellenkező esetben a fedő utólag került a fektü mélyedésébe.

Mélyedéstípusok és jellemzőik

A dolinák kialakulása és fejlődése vízbeszivárgás hatására történik. A dolinatípusok az alábbiak: oldásos, szakadék-, átöröklődéses és utánsüllyedéses dolina (SWEETING, M. M. 1973; JENNINGS, J. N. 1985; TRUDGILL, S. T. 1985; WALTHAM, A. C. – FOOKES, P. G. 2003; GUNN, J. 2004; WILLIAMS, P. W. 2004; WALTHAM, T. et al. 2005; FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 2007; *1. ábra, 1. táblázat*).

Az oldásos dolinák között elkülönítenek „point-recharge”, „drawdown” és „inception” dolinát (SAURO, U. 2012). A „point-recharge” dolina felszíni vízfolyásnál alakul ki akkor, ha a depresszió felszínre nyíló vízelvezető járata van, amely biztosítja az oldott anyag elszállítását. Formája aszimmetrikus (a vízbevezetés felőli oldallejtő a lankásabb), oldallejtőit részben nem karsztos, vízzáró kőzet alkotja. Átmeneti forma a vakvölgy és a „drawdown” dolina között. A „drawdown” tipikus oldásos dolina. Középső része gyorsabban mélyül, mivel itt az epikarsztban elvezető járatok alakulnak ki, amelyek a gyors vízelvezetés miatt intenzív oldottanyag-továbbítást, következésképp mélyülést tesznek lehetővé. Az „inception” dolinák alatt a mészkőben vízzáró betelepülés van. Egyetlen vízelvezető járat alakul ki, többnyire valamilyen tektonikus repedés mentén, amely harántolja a vízzáró réteget, így az oldott anyag koncentráltan elszállítódik. A dolina ezért a közepén mélyül, emiatt meredek oldalúvá válik.

A mérsékelt övi tipikus oldásos dolinák talajtakarós karszton alakulnak ki, de a magashegységi glaciokarszt periglaciális övének aknadolinái csupasz (nyílt) karszton is létrejönnek. Kialakulásukat a karszt felszínén (JAKUCS L. 1971), illetve az epikarsztban végbemenő (WILLIAMS, P. W. 1983) oldással magyarázzák. Akkor képződnek, amikor az epikarsztban a víz tartósan tározódik (ez akkor lehetséges, ha a vadózus zónában a vízelvezetés nem túlzottan gyors), továbbá az epikarsztban tározott víz felszíne depressziót képez (FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 2007) és a karsztvízszint nem éri el a karszt felszínét. Összekapcsolódva uvalát alkothatnak (*1. kép*). Az oldásos dolinák átmérője nagyon változatos lehet. A mérsékelt övieké néhányszor 10 m és néhányszor 100 m között van. A hazai karsztok (Aggteleki-karszt, Bükk hegység, Mecsek) oldásos dolinái is uralkodóan ilyen átmérőjűek. Ennél nagyobb átmérővel rendelkezhetnek a trópusi karszt és a glaciokarszt idős, jégeróziótt elszennvedett oldásos dolinái. A tipikus oldásos dolinák átmérője többszöröse a mélységüknek, oldallejtőjük viszonylag csekély dőlésű. Ezzel szemben magashegységekben a periglaciális öv aknadolináinak mélysége és átmérője nagyjából megegyezik, oldallejtőjük meredek, a dőlés meghaladja a 60–70°-ot (VERESS, M. 2017; *2. kép*). A tipikus oldásos dolinák talpán előfordulhatnak különböző fejlettségű (átmérőjű) kúrtók és aknák, amelyek vízelvezetőként is funkcionálhatnak.

A tipikus oldásos dolinák aljzatát gyakran fedi különböző vastagságban üledék. A dolina azonban nem az üledék alatt alakult ki, hanem a depresszió ez esetben üledékcsapdaként



1. kép Oldásos dolinák és uvala (Biokovói-hegység, Horvátország). Forrás: a szerző felvétele
 Photo 1 Solution dolines and uvala (Biokovo Mountains, Croatia). Source: author's photo

működött, a fedőüledék a dolinába szállítódott. Erre példaként említhetők a glaciokarszt morénával vagy fluvioglaciális üledékkel kibélelt dolinái (KUNAVÉR, J. 1983; BOČIĆ, N. et al. 2012). Hazai karsztjaink közül az Aggteleki-karszt többreiben tekintélyes – akár a 7 m-t is meghaladó – vastagságú vörösföld lehet (ZÁMBÓ L. 1970; 1986), amelynek eredetéről megoszlanak a vélemények. De még ha karszt mállási maradékának tekintjük (JAKUCS L. 1977), akkor is a környező térszínről mosódott be. Valószínűbb azonban, hogy nem karsztos kőzet mállási maradéka, amely kívülről szállítódhatott a karsztra (ANDRUSOV, D. et al. 1958), vagy származhatott a karsztra hullott tufából (GYURICA GY. – SÁSDI L. 2009). De megemlíthetők a Mecsek oldásos dolinái is, amelyek talpán löszborítás van. A dolinák



2. kép Aknadolinák. – A – Totes Gebirge (Ausztria); B – Durmitor (Montenegro). Forrás: a szerző felvétele
 Photo 2 Schachtdolines. – A – Totes Gebirge (Austria); B – Durmitor (Montenegro). Source: author's photo

a lösz keletkezésénél idősebbek. Szakirodalmi adatok szerint a mecseki karszt oldásos dolinái óharmadidőszakiak (SZABÓ P. Z. 1968), vagy kialakulásuk a pliocéntől kezdődött (HEVESI A. 2001). Erre utal az is, hogy nem a löszbe, hanem mészkőbe mélyülnek, mivel oldallejtőjüket mészkő alkotja. A löszfelhalmozódásnál, így ezen oldásos dolináknál fiatalabbak a löszben képződött utánsüllyedésszerű dolinák.

A szakadékdolina (3. kép) csupasz vagy talajtakarós karszton egyaránt kialakulhat. A nagy méret, a meredek oldallejtő (esetleg aláhajló falakkal), az aljzat omlási halma jellemző rá. Felismerése és elkülönítése más dolinatípusoktól nem jelent nehézséget, így ezzel a típussal, illetve elkülönítésével a továbbiakban nem foglalkozunk.



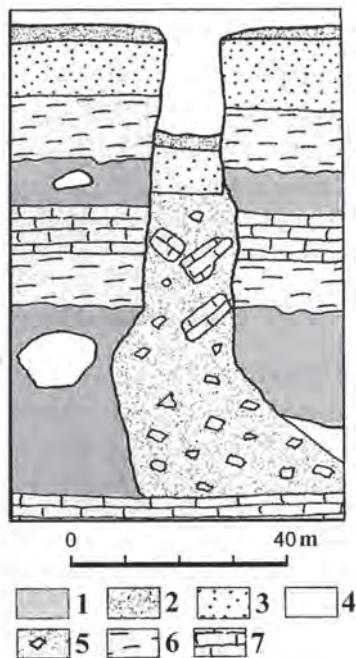
3. kép Szakadékdolina (Törökország, Silifke közelében). Forrás: a szerző felvétele
Photo 3 Collapse doline (Turkey, near Silifke). Source: author's photo

Az átöröklődésszerű (fedőben kialakult) dolina az eltemetett karsztra jellemző forma. Akkor jön létre, amikor a fedő konszolidált kőzet (bazalt, homokkő) és a feke nagy anyaghiánya omlással egyenlítődik ki. Az omlás áterjed a karsztot fedő, nem karsztos konszolidált kőzetre (WALTHAM, T. et al. 2005), ennek eredményeként a szakadékdolinához hasonló forma alakul ki. Utóbbtól annyiban különbözik, hogy a dolina oldallejtője nem karsztos kőzet. A két típus genetikai egyezése miatt nem is mindig tesznek különbséget közöttük: I. FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. (2007) dolina-csoportosítását. Az átöröklődött dolina esetében az omlást kiváltó anyaghiány eredete kétféle lehet: felszínközeli, vízszintes helyzetű barlang vagy breccsacső (WALTHAM, T. et al. 2005). A breccsacsövek nagy mélységből a felszín irányába omlásokkal fejlődő kürtökök. (Elnevezésük onnan származik, hogy az oldásos csöveket a bezáró – rendszerint evaporit – kőzet omladékdarabjai töltik ki.) Dolina akkor képződik, ha a breccsacső feletti kőzet omlása a felszínre is átöröklődik (COOPER, A. H. 1998; WALTHAM, T. et al. 2005; 2. ábra). A vázolt folyamatból az alábbi két sajátosság következik:

- Az omlás nem csak a konszolidált fedőkőzetre, hanem lazább üledékekre is (ha éppen ez fedi a breccsacső felett a karsztos kőzetet) is átöröklődhet. Ebből következik, hogy

nem csak átöröklődéses, hanem lezökkenéses dolinák is kialakulhatnak breccsacső felett (1. később).

- A breccsacsővek elsősorban jól oldódó evaporitokon jellemzőek, de alárendelten karbonátos kőzeteken is előfordulnak. Ezért az átöröklődéses dolinák elsősorban az evaporit-karszt jellegzetes képződményei.



2. ábra Átöröklődéses dolina breccsacső felett. Forrás: WALTHAM, T. et al. 2005. Jelmagyarázat: 1 – gipsz; 2 – talaj; 3 – homok és homokkő; 4 – barlang; 5 – breccsacső; 6 – agyag és agyagpala; 7 – mészkő és dolomit

Figure 2 Caprock doline above a breccia pipe. Source: WALTHAM, T. et al. 2005. Legend: 1 – gypsum; 2 – soil cover; 3 – sand and sandstone; 4 – cave; 5 – breccia pipe; 6 – clay and mudstone; 7 – limestone and dolomite

Az átöröklődéses dolinák ez utóbbi változatának kialakulását gyakran emberi tevékenység, például bányászat, vízkiemelés vagy éppen ellenkezőleg, vízbevezetés (pl. a fűrásnál használt öblítővíz) okozza (WALTERS, R. F. 1977; WASSMANN, T. H. 1979; ANDREJCHUK, V. 2002; JOHNSON, K. S. et al. 2003).

Magyarországon átöröklődéses dolinák a Kab-hegyen vannak, ahol a mészkőben kialakult kúrtókba, kúrtócsoportokba a karsztot fedő bazalt omladozott (VERESS, M. 2016).

Az utánsüllyedéses töbrök változatai a lezökkenéses és a szuffóziós dolinák. Az utánsüllyedéses dolinák nem konszolidált kőzetben (üledékben) jönnek létre, ennek ellenére oldallejtőjüket és aljzatukat részben a karsztos kőzet is alkothatja. A lezökkenéses dolina (4. kép) összeálló (agyag) vagy részben összeálló üledékben (agyagos üledék) alakul ki. Az összeálló üledékben anyagelszállítás következtében üreg képződik, amelynek beomlásával jön létre a dolina (WALTHAM, T. et al. 2005). Képződhet úgy is, hogy a karsztos kőzet vakkúrtója omlik be és az omlás átterjed a fedőre. Az omlás miatt a lezökkenéses dolinák oldala függőleges, bár a lepusztulás során a lejtőszög előbb-utóbb csökken. Az omlással kialakult lejtő elmettzi a talajt és a fedőt. Ha a dolina breccsacső felett alakul ki, többször 10 m-es átmérőjű is lehet, de egyébként az átmérő ennél kisebb.



4. kép Lezőkkenésses dolina. – A – Tési-fennsík; C–D – Pádis. *Forrás:* a szerző felvétele
 Photo 4 Dropout doline. – A – Tési Plateau; C–D – Pádis. *Source:* author's photo

A szuffóziós dolinák (5. kép) nem összeálló fedőüledékekben jönnek létre. Ekkor a fedőüledék a beszivárgó csapadékvíz révén, elsősorban szuffózióval, a fekü járatába halmozódik, s depresszió képződik. Az anyagelszállítás a fedőből történhet más módon is: kőhullással, tömegmozgással, süllyedéssel, a karsztvíz és a talajvíz süllyedéséhez köthető anyagmozgással. A szuffóziós dolinák kis méretűek (a 10 m-es átmérőt és a néhány m-es mélységet ritkán haladják meg) és kevésbé meredek oldalúak. Talpukon előbukkanhat a fekü és az abban kialakult járat (kürtő), amelybe a fedő anyaga szállítódik. Ha a dolina aljzatát a fedő képezi, az üledékben járat is kialakulhat, amely a kürtőhöz kapcsolódik.

Az eltemetett dolinák kitöltésében tömörödéssel vagy anyagelszállítással a kitöltés felszínén mélyedések alakulhatnak ki. Megkülönböztetésük a szuffóziós dolináktól nem indokolt.

Az utánsüllyedésses töbrök sajátosságai az alábbiak:

- Csapadékos időben hosszabb-rövidebb ideig, kisebb-nagyobb mennyiségű vizet kaphatnak a feljük dőlő térszínekről. Bakonyi megfigyelései alapján LÁNG S. (1948; 1962) ezeket a formákat ezért víznyelős dolináknak nevezi. Csapadékos időben megfigyelhető, hogy a lejtős felszínre jutó esővíz vagy hólé részben a dolinába folyik, részben elhalad a töbrök mellett. Mindez azt jelenti, hogy az ilyen dolináknak nincs önálló, kijelölhető vízgyűjtőjük. Jól elkülönülő vízgyűjtőjük még akkor sincs, amikor a hozzájuk áramló vizek eróziós árkokat, vízmosásokat alakítanak ki. A nem önálló vízgyűjtő is nagyon kicsi, ha a dolinák mindössze néhány m-re vannak egymástól (4., 5. kép).

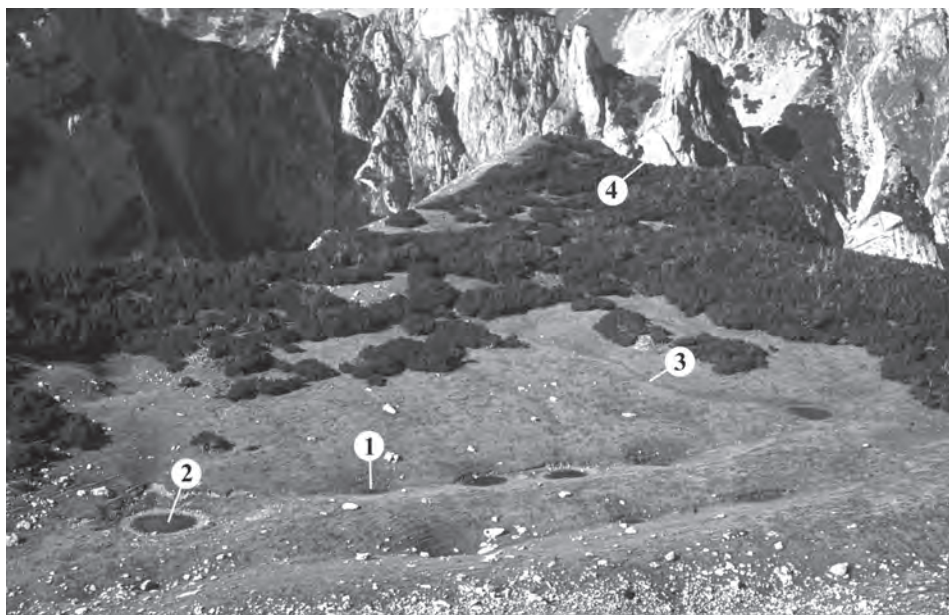


5. kép Szuffúziós dolinák (Dolomitok). *Forrás:* a szerző felvétele
Photo 5 Suffosion dolines (the Dolomites). Source: author's photo

- Elvezető járataik kitöltődése vagy vízzáró anyag felhalmozódása miatt vízelvezetésük lecsökken, ezért területükön gyakran keletkeznek időszakos vagy állandó víztavak (6. kép).
- A breccsacső felett kialakult lezökkenéses dolinák kivételével általában kisméretű formák. Különösen kisméretűek (1-2 m-nél is kisebb átmérőjűek) a glaciokarszt utánsüllyedéses dolinái.
- Utánsüllyedéses dolinák nagyon gyorsan és nagy számban képződhetnek. Például a Flint-folyó (USA) völgyében 48 óra alatt legalább 312 dolina alakult ki egy trópusi viharhoz köthető intenzív csapadékhullás következtében (HYATT, J. A. – JACOBS, P. M. 1996). Liupanshui város (Kína) közelében a vízkiemelés járult hozzá a dolinák kialakuláshoz: 8 év alatt 1023 dolina keletkezett (WALTHAM, A. C. – SMART, P. L. 1988).
- Az utánsüllyedéses dolinák a hazai karsztokon főleg a Bakonyban, a Mecsekben elterjedtek, de előfordulnak az Aggteleki-karszton és a Bükkben is (VERESS M. – ZENTAI Z. 2009). Az Aggteleki-karszton és a Bükkben főleg az idősebb karsztos depressziók területén jellemzőek, míg a Mecsekben depressziókban, de azokon kívül is előfordulnak.

Fedett vagy egykori fedett karszton még további formák is kialakulhatnak:

- Völgyi közethatárnál létrejött víznyelőlóból kialakult víznyelőlöbör (HEVESI A. 1978). Akkor keletkezik, ha a víznyelő elvesztí vízgyűjtőjét és üledékborítást kap. E formák főleg a Bükk hegységben jellemzőek (HEVESI A. 1978).
- Fedőüledékes depresszió a fedőben kialakuló nagy – akár 100 m-nél nagyobb – átmérőjű forma (7. kép, 3. ábra). Képződésének oka az, hogy a fedőüledék vízi szállítással



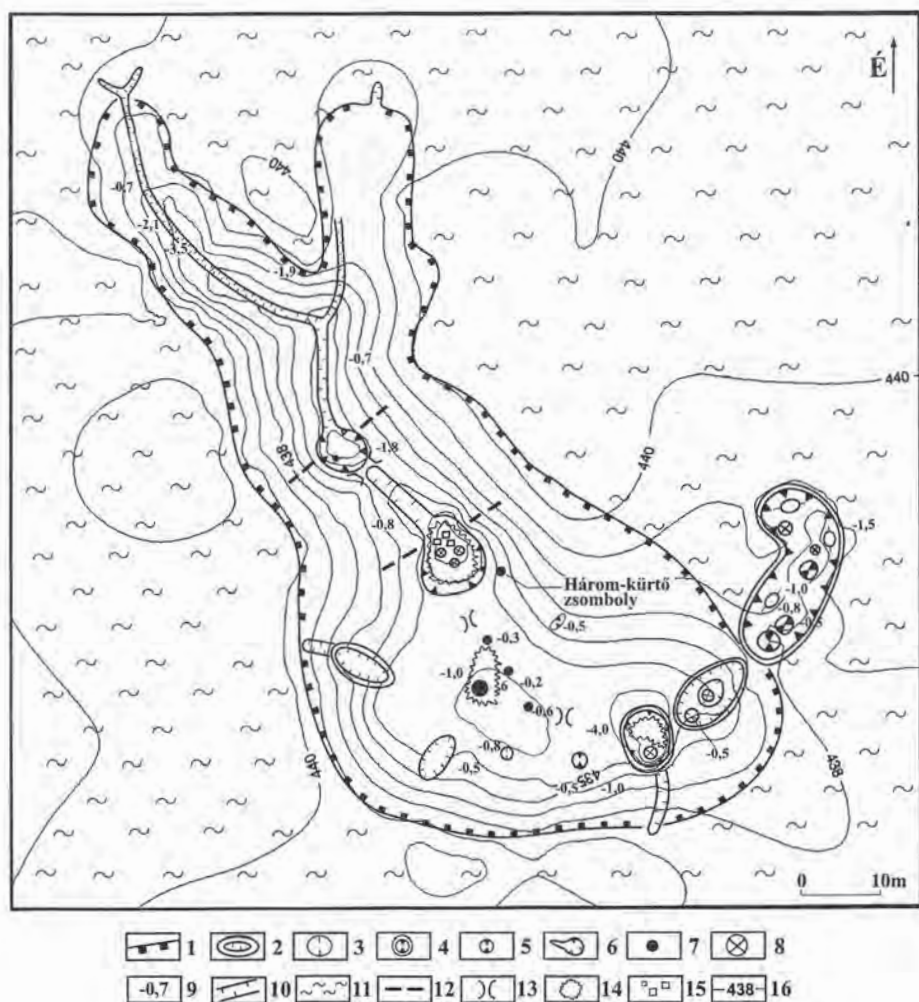
6. kép Tavas szuffúziós dolinák (Durmitor). Forrás: a szerző felvétele. – 1 – aktív szuffúziós dolina;
2 – inaktív szuffúziós dolina; 3 – esővízbarázda; 4 – Susica kanyon
Photo 6 Suffusion dolines with lakes (the Durmitor). Source: author's photo. – 1 – active suffusion doline;
2 – inactive suffusion doline; 3 – rain furrow; 4 – Susica canyon

az utánsüllyedékes dolinák vagy víznyelők járatain keresztül a karsztba szállítódik. Ezáltal a fedőben mélyedés alakul ki. Kialakulhatnak sík fekvű borító vagy a fekvű mélyedését kitöltő fedőben is. Az előbbieket a Bakonyban (főleg a Tési-fennsíkon), az utóbbiak az Aggteleki-karszton, a Bükkben és a Mecsekben gyakoriak.

A víznyelő a kőzethatárnál keletkezett vízlevezető depresszió (JAKUCS L. 1971; GAMS, I. 1994; FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 1989, 2007; 4. ábra), amely a nem karsztos térszínen futó, a kőzethatáron elvégződő völgy, a vakvölgy talpán alakul ki. A kőzethatár megjelenhet a karsztba települt nem karsztos kőzet elvégződésénél (4a. ábra), valamint a karsztos



7. kép Egy polje-aljzat (Horvátország) fedőüledékes depressziója távolról (A) és közelről (B). Forrás: a szerző felvétele.
Megjegyzés: a depresszió talpán számos szuffúziós dolina látható
Photo 7 The depression of superficial deposit of a polje floor (Croatia) from distance (A) and close-up (B).
Source: author's photo. Notice: several suffusion dolines can be seen in the depression floor



3. ábra A Három-kürtő zsombolyt hordozó fedőüledékes depresszió (Tési-fennsík, VERESS, M. 2016 után módosítva).

Jelmagyarázat: 1 – fedőüledékes depresszió pereme; 2 – szuffúziós dolina (átmérője 2 m-nél nagyobb);

3 – szuffúziós dolina (átmérője 2 m-nél kisebb); 4 – lezökkenékes dolina (átmérője 2 m-nél nagyobb);

5 – lezökkenékes dolina (átmérője 2 m-nél kisebb); 6 – víznyelő; 7 – kürtő; akna; 8 – járat;

9 – a forma mélysége (m); 10 – vízmóság; 11 – környező térszín; 12 – kőzethatár; 13 – nyereg; 14 – kőzetkibúvás;

15 – kőzettörmelék; 16 – szintvonal (m)

Figure 3 Depression of superficial deposit bearing Három-kürtő aven (Tési plateau, modified after VERESS, M. 2016).

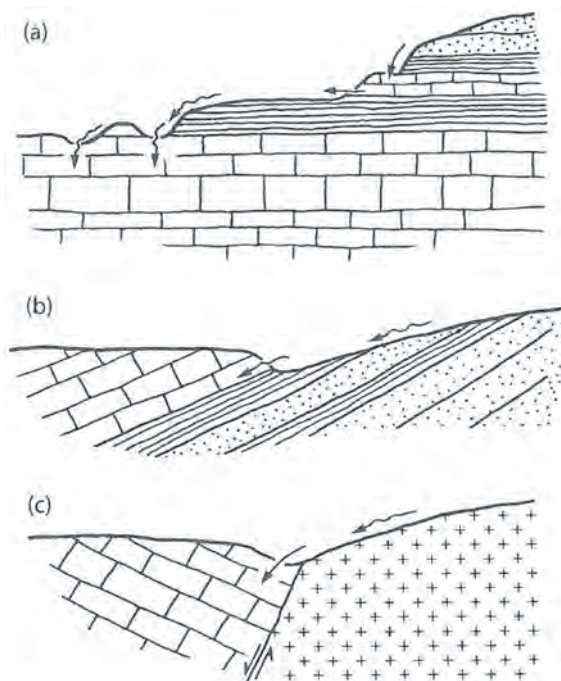
Legend: 1 – margin of the depression of superficial deposit; 2 – suffusion doline (diameter above 2 m);

3 – suffusion doline (diameter below 2 m); 4 – dropout doline (diameter above 2 m); 5 – dropout doline

(diameter below 2 m); 6 – ponor; 7 – chimney, shaft; 8 – non-karstic pipe; 9 – depth of landform;

10 – gully; 11 – neighbouring terrain; 12 – rock boundary; 13 – col; 14 – rock outcrop; 15 – rock debris; 16 – contour line

kőzetre (4a. ábra felső része), vagy e mellé települt nem karsztos kőzet elvégződésénél (4b–c. ábra). A tipikus víznyelő kialakulásának az is feltétele, hogy a nem karsztos kőzet felszíne a karsztos térszín irányába dőljön. Karsztra települt, nem karsztos kőzet elvégződésénél kialakult víznyelők hazánkban az Aggteleki-karszton, míg a karsztos kőzetbe ékelődött kőzetek elvégződésénél képződtek a Bükkben fordulnak elő.



4. ábra Tipikus víznyelő. Forrás: FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 2007
 Figure 4 Typical ponors. Source: FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 2007

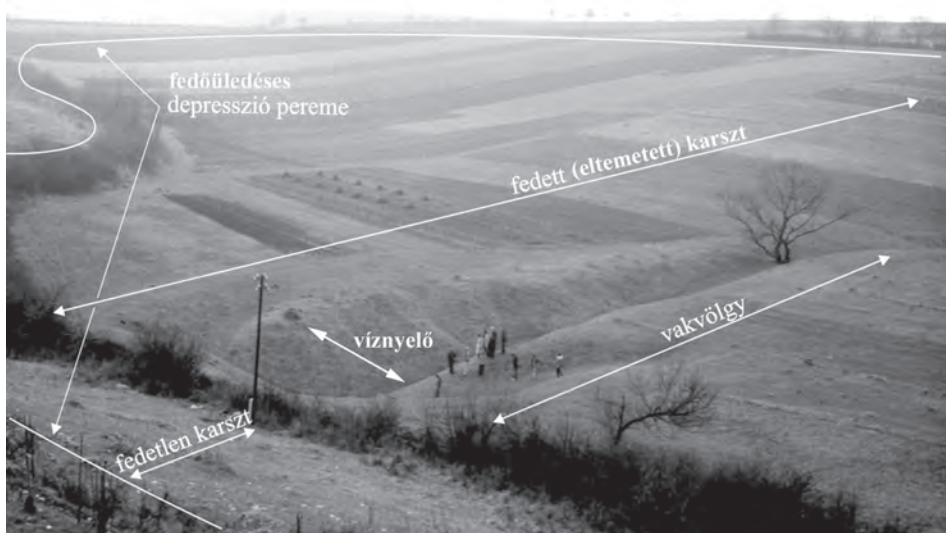
Azok a formák is víznyelőkként funkcionálnak, amelyeken keresztül hosszabb-rövidebb ideig felszíni vizek áramlanak a karsztba. Ilyenek a fedett karsztos víznyelő, amelyek vízáteresztő és vízzáró kőzet határán alakulnak ki, ezért környezetükben a mészkő nem bukkan a felszínre, s ilyenek lehetnek a már említett utánsüllyedéses dolinák és az átöröklődéses dolinák is. De víznyelőként (vízelvezetőként) funkcionálnak az aknák (különösen a gleccserek alattiak), a tómedencék elvezető járatai, továbbá egyes karrformák (kürtőkarok) is. Kitüntetett vízelvezető helyek lehetnek a szurdokok is. Mérések szerint egyes bakonyi szurdokokban a vízfolyás vízének elszívargás okozta csökkenése elérheti a vízhozam 75%-át (BRATÁN M. et al. 1967). Kürtők az oldásos dolinák talpán is előfordulhatnak, amelyek ugyancsak vezethetnek vizet a karsztba.

A formák felismerése és megkülönböztetése

A víznyelő felismerése és megkülönböztetése

Mindazok a formák, amelyek vízelvezetőként működnek a karszton (tipikus víznyelő, egyes utánsüllyedéses dolinák, fedett karsztos víznyelő) járat (vízelvezetővel) rendelkeznek. (A járat azonban, ha utólag kitöltődött, nem látható). A felismerést segíti, hogy az eltömődött járatú formákhoz is, ha a felszíni vízbefolyás jelentős és ha legalább talajjal borított a karszt, eróziós formák (eróziós árok, vízmosás, völgy) kapcsolódnak (6., 8. kép).

A tipikus víznyelő jól megkülönböztethető mind a nem tipikus víznyelőktől, mind a dolináktól. Mivel kőzethatár mentén alakultak ki, a vízbefolyással átellenes lejtőjüket

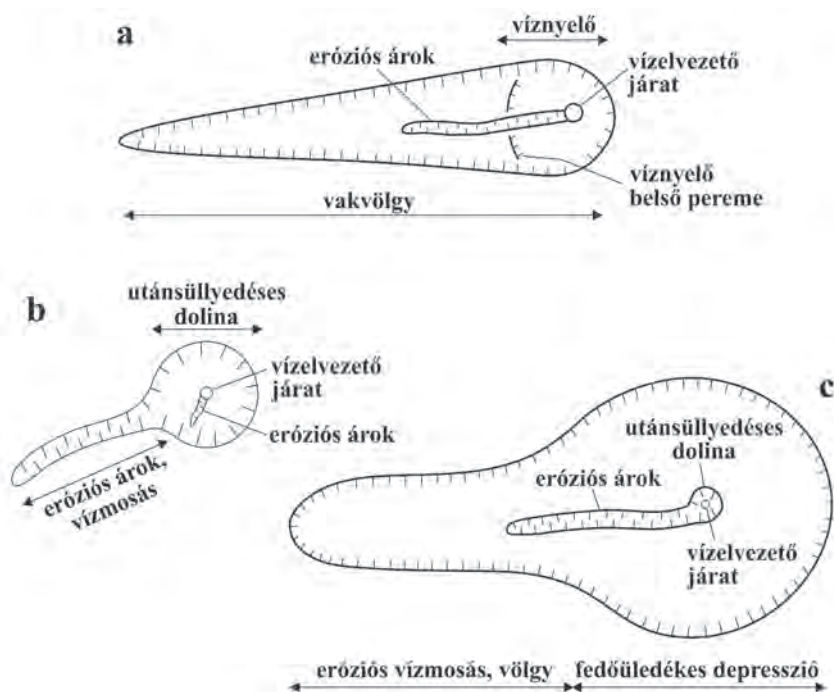


8. kép Tipikus víznyelő a Zombor-lyuk (Aggteleki-karszt). Forrás: a szerző felvétele
 Photo 8 A typical ponor is Zombor-lyuk (Aggtelek karst). Source: author's photo

mészakó alkotja (amelyen legfeljebb talajborítás lehet). A mészköves lejtő gyakran lépcsőt alkot, mivel a nem karsztos térszín nagyobb mértékben pusztul, mint a karsztos (4. ábra). A víznyelőhöz vezető völgy vakvölgy, a felszíni vízfolyásnak vízvázasztóval körbehatárolható vízgyűjtője van (8. kép). Az átöröklődéses dolinának nem feltétlenül van vakvölgyük. A fedett karsztos víznyelőknek is lehet vakvölgyük (NÉMETH R. 2005), viszont az utánsüllyedéses dolinának soha. Ha eróziós árok vagy vízmosás fejlődött ki, az utánsüllyedéses dolina sohasem annak talpán van. A vízmosás (vagy eróziós árok), amelynek szélessége kisebb, mint a dolina átmérője, annak a pereméhez kapcsolódik (5b ábra). Esetleg függ a dolina talpa felett vagy belesimul abba. Ezzel szemben a tipikus víznyelő a vakvölgy része. A víznyelőnek a vakvölgy talpán is kialakulhat kicsi, meredek lépcsőszerű pereme (5a ábra). A különbségek valószínűleg a formák eltérő képződési sorrendjével magyarázhatók. Míg a tipikus víznyelők feltehetően a vakvölgyükkel együtt fejlődnek, addig az utánsüllyedéses dolinák vízmosásainak kialakulása az előzőek létrejötte után történik, mégpedig úgy, hogy a vízmosások a dolina peremétől hátrálnak, mivel a dolina kialakulásával megnő a pereménél a magasságkülönbség, ami a határoló térszínen lefolyó vizek hátrálásos bevágódását okozza. A vízelvezető funkciójú formák közül az utánsüllyedéses dolinákat és fedett karsztos víznyelőket, az átöröklődéses dolinákat nem szegélyezi mészkő-előbukkanás, nincs tereplépcső a közelükben, de a fedett karsztos víznyelőknek és az átöröklődéses dolinának lehet jól elkülönülő, önálló vízgyűjtőjük.

Egyéb, vízelvezetőként funkcionáló formáknál (pl. aknák, karrok) nincs közhathár, tereplépcső és odavezető eróziós forma (esővízbarázda, vízmosás stb.), de körülöttük a felszíni mélyedés is hiányzik.

A tipikus víznyelők járatban (barlangban) folytatódnak. A víznyelőbarlang CUVIĆ, J. (1893), valamint FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. (2007) szerint kétféle lehet: függőleges vagy inkább horizontális helyzetű. Az előbbi járatípus az utánsüllyedéses dolinákra is jellemző, de lehetnek horizontálisan fejlett járataik is, így megkülönböztetésre a barlang-morfológia nem használható megbízhatóan.



5. ábra Ponor (a), utánsüllyedékes dolina (b), fedő üledékes depresszió (c) és eróziós formáik.

Forrás: a szerző szerkesztése

Figure 5 Ponor (a), subsidence doline (b); depression of superficial deposit (c) and their erosional features.

Source: author's compilation

A dolinák felismerése és megkülönböztetése

A „point recharge” dolina morfológiai és földtani jellemzői hasonlóságot mutatnak a víznyelőkéivel. Az e típusba tartozó dolinát azonban körülveszi a nem karsztos fedő, míg a víznyelőt nem. Az „inception” dolinák meredek oldallejtőjükkel különböznek a tipikus oldásos dolináktól, de minden karsztos depressziótól különböznek abban, hogy a dolina alatt a mészkőben vízzáró betelepülés van.

Mivel mészkőben (vagy más karsztos kőzetben) képződtek, a tipikus oldásos dolinák oldallejtőit és környezetüket is mészkő (karsztos kőzet) alkotja. Az oldallejtőkön a mészkő kisebb-nagyobb foltjai akkor is előbukkannak, ha egyébként van rajtuk talajtakaró. Ha az oldásos dolinában feltöltődés történt, a dolina aljzata közel sík. A feltöltődés biztos megállapításához az aljzaton kutatógödör kialakítása, fúrás vagy geofizikai szondázás szükséges. Az oldásos dolinák sajátossága az is, hogy e formákhoz nem vezetnek eróziós árkok, vízmosások, völgyek, illetve csak akkor, ha területükön vagy környezetükben feltöltődés történt.

A glaciokarszt oldásos dolinái odallejtőjük meredekségének figyelembevételével különböztethetők meg a mérsékelt övi oldásos töbriktől. Az aknadolinák oldallejtői meredekebbek (dőléstük rendszerint 60–70°-nál nagyobb), míg a jégerózióval átalakított, idős oldásos dolináké VERESS, M. (2017) szerint 20°-nál kisebb. Segíti az elkülönítést az is, hogy előbbieket mélysége az átmérőhöz képest nagy (a két méret kb. egyező), továbbá, hogy az utóbbiak talpain moréna és jégeróziós formák vannak.

A víznyelőkől kialakult oldásos dolinák jellegzetessége, hogy a karsztra átöröklődött völgyek talpán sort alkotnak és a sornak a völgyfőhöz legközelebbi helyzetű depressziója gyakran még víznyelő. Mintázatukat tekintve e dolinatípushoz hasonlítanak azok az oldásos dolinák, amelyek mészkőbe mélyült völgytalpon, oldódással alakultak ki (JAKUCS L. 1971). Az utóbbi genetikai típusba tartozó dolinasorok dolináinál azonban nincs víznyelő.

Az átöröklődéses dolinák morfológiailag a szakadékdolinákhoz, funkciójukat tekintve a víznyelőkhöz hasonlítanak vagy hasonlíthatnak. A mészkőben kialakult szakadékdolinákkal szemben azonban oldallejtőiket konszolidált, nem karsztos kőzet alkotja. A víznyelőktől azáltal különböztethetők meg, hogy nem közethatárnál helyezkednek el.

Ha az átöröklődéses dolina vízszintes felszínközeli barlang beszakadásával alakult ki, akkor felismerése nem jelent nehézséget. Az oldallejtő meredek, ennek tövéénél, illetve az aljzaton barlangjárat és omladékhalom van. A breccsacső felett képződött átöröklődéses dolina talpán barlang és omladékhalom nincs, az oldallejtőn előbukkanhat a breccsacsövet hordozó evaporit. Az átöröklődéses dolinákhoz vezethetnek eróziós árkok és vízmosások.

Az utánsüllyedéses töbrök kis méretükénél fogva (ez alól kivételt képezhet a breccsacső felett létrejött lezökkenéses dolina) jól megkülönböztethetők az oldásos, a szakadékos és az átöröklődéses dolináktól. Közös jellemzőjük, hogy oldallejtőiket nem konszolidált fedőkőzet alkotja. (Aljzatukon azonban a szálban álló karsztos kőzet is előbukkanhat.) Az utánsüllyedéses dolinákat gyakran víznyelőként említik vagy írják le. Valóban van víznyelő funkciójuk, ami a környező felszín dőlésviszonyaitól, a fedő vízzáró jellegétől függően igen jellegzetes is lehet. Hasonlítanak a víznyelőkhöz a tekintetben is, hogy kapcsolódhatnak hozzájuk eróziós formák (vízmosások, eróziós árkok) és lehet elvezető járatuk is. Az utánsüllyedéses dolinák azonban nem közethatárnál helyezkednek el, így a vízbefolyással átellenes oldallejtőiken még foltokban sem bukkan elő a karsztos kőzet. Ennek megfelelően, míg a víznyelők a karszt peremén sort alkotnak, vagy a nagy karsztos depressziók (poljék) karsztos oldallejtőinél fordulnak elő, addig az utánsüllyedéses töbrök a fedett (rejtett) karszton széles kiterjedésben figyelhetők meg. Az utánsüllyedéses töbröknek nincs jól elkülöníthető vízgyűjtőjük. Elvezető járataik sohasem fejlődnek nagy, patakos, eróziós barlangokká.

A lezökkenéses és a szuffóziós dolinatípusok példányai egymástól két jellemzőben is eltérnek. A lezökkenéses dolina oldallejtőit összeálló, nem konszolidált, a szuffóziós dolináét viszont nem összeálló kőzet alkotja, továbbá míg az előbbi típus oldalai meredek, függőlegesek, az utóbbiaké lankásak.

A fedőüledékes depressziók más karsztos depresszióktól megkülönböztethetők, mivel aljzatukon víznyelők és/vagy utánsüllyedéses dolinák vannak (3. ábra, 7., 8. kép). Hozzájuk völgyek is kapcsolódhatnak, amelyek szélessége ugyancsak kisebb, mint a depresszióé, jelezve, hogy később alakultak ki (3., 5c. ábra). E formáknak belső eróziós árkaik is lehetnek, amelyek utánsüllyedéses dolináikhoz kapcsolódnak (3., 5c. ábra). Oldallejtőik különböznek az oldásos dolináikétól, mivel az fedőüledékben van, ha a fedő alatt a fekvő kőzet nincs bányászva. Ha van, akkor az oldallejtőt részben a fekvő kőzet alkotja. (Ez esetben a fedőüledékkel feltöltött idős karsztos depresszió exhumálódása megy végbe.)

Összefoglalás

A karsztdepressziók típusai morfológiai és földtani adatok felhasználásával különíthetők el egymástól.

A tipikus víznyelők közethatár mentén helyezkednek el allogén karszton. Vakvölgyük és vízfolyásuknak felismerhető és jól kijelölhető vízgyűjtője van. A víznyelő funkciójú

karsztos mélyedések nem közzethatárnál fordulnak elő. Ugyanakkor vízelvezető funkciójuk miatt vízelvezető járatuk és hozzájuk kapcsolódó eróziós formájuk lehet, de vakvölgygel a fedett karsztos víznyelő kivételével nem rendelkeznek.

Az oldódásos dolinák csupasz vagy talajjal fedett karszton fordulnak elő, hozzájuk kapcsolódó eróziós formával nem rendelkeznek. Oldallejtőjük dőlése változatos, de egyes változataik meredek oldallejtőjűek (aknadolinák). Az átöröklődéses dolinák az eltemetett karszt, az utánsüllyedéses dolinák a rejtett karszt formái. Az előbbiek oldallejtői részben vagy teljesen konszolidált, az utóbbiaké nem konszolidált nem karsztos kőzetben van. A szuffúziós dolinák nem konszolidált, nem összeálló kőzetbe, a lezökkenéses dolinák nem konszolidált, összeálló kőzetbe mélyülnek. Az átöröklődéses és a lezökkenéses dolinák oldallejtője csaknem függőleges, a szuffúziósoké lankás. Az átöröklődéses dolinák mérete meghaladja az utánsüllyedéses töbrökét. A fedőüledékes depressziók mérete viszonylag nagy, belsejükben víznyelők és/vagy utánsüllyedéses dolinák vannak, hozzájuk is kapcsolódhatnak eróziós formák. A víznyelőtöbrök felismerését környezetük morfológiája (átöröklődött völgyek talpán vannak, ahol víznyelő is előfordul) teszi lehetővé.

VERESS MÁRTON

ELTE-SEK Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely

vmarton@nyme.hu

IRODALOM

- ANDREJCHUK, V. 2002: Collapse above the World's largest Potash Mine (Ural, Russia). – *International Journal of Speleology*, 31. 4. pp. 137–158.
- ANDRUSOV, D. – BORZA, K. – MARTINY, E. – POSPICH, A. 1958: O prŕvode a dobe vzniku tzv. terra rossy južného a stredného Slovensko. – *Geologický zborník*, 9.(1.) pp. 27–36.
- BALÁZS D. 1991: A zárt karsztos mélyedések globális rendszerezése. – *Karszt és Barlang*, I–II. pp. 35–45.
- BÁRÁNY I. – JAKUCS L. 1984: Szempontok a karsztok felszínformáinak rendszerezéséhez, különös tekintettel a dolinák típusaira. – *Földrajzi Értesítő* 33. 3. pp. 250–255.
- BECK, B. F. – SINCLAIR, W. C. 1986: Sinkholes in Florida: An introduction. – *Florida Sinkhole Research Institute, Report* 85–86–4. 16 p.
- BOČIĆ, N. – FAIVRE, S. – KOVACIC, M. – HORVATINCIC, N. 2012: Cave development under the influence of Pleistocene glaciation in the Dinarides – an example from Štirovača Ice Cave (Velebit Mt., Croatia). – *Zeitschrift für Geomorphologie* 56. 4. pp. 409–433.
- BÖGLI, A. 1972: *Karst Hydrology and Physical Speleology*. – Springer-Verlag, Berlin. 284 p.
- BRATÁN M. – MOHOS P. – ZSUFFA I. 1967: A Gerence-patak hidrológiai tanulmánya. – *Hidrológiai Közlöny* 47. pp. 284–296.
- CHOLNOKY J. 1928: *A földfelszín formáinak ismerete (Morfológia)* – Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Budapest. 226 p.
- CHOLNOKY J. 1940: *Csillagoktól a tengerfenéig*, III. kötet. – *Hegyek-völgyek*, Franklin, Budapest. 497 p.
- CHOLNOKY J. 1944: *A barlangokról (A karsztjelenségek)*. – A Királyi Magyar Természettudományi Társulat, Budapest. 48 p.
- COOPER, A. H. 1998: Subsidence hazards caused by the dissolution of Permian gypsum in England: geology, investigation and remediation. – *Geological Society Engineering Group Special Publication*, 15. pp. 265–275.
- CRAMER, H. 1941: Die Systematik der Karsddolinen. *Neues Jb. Miner. – Geol. Paleontology*, 85. pp. 293–382.
- CULSHAW, M. G. – WALTHAM, A. C. 1987: Natural and artificial cavities as ground engineering hazards. – *Quarterly Journal Engineering Geology* 20. pp. 139–150.
- CVJIĆ, J. 1893: 'Das Karstphänomen'. Versuch einer morphologischen Monographie. – *Geographischen Abhandlung von A. Penck* 5. 3. pp. 217–329.
- FORD, D. C. 1979: A review of alpine karst in the Southern Rocky Mountains of Canada. – *Bulletin of the National Speleological Society* 41. pp. 53–65.
- FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 1989: *Karst Geomorphology and Hydrology*. – Unwin Hyman, London. 601 p.
- FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 2007: *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. – John Wiley & Sons, Chichester. 561 p.

- GAMS, I. 1994: Types of contact karst. – *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 17. pp. 37–46.
- GUNN, J. 2004: Fluviokarst. – In: GUNN J. (ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. – Taylor and Fitzroy Dearborn, London, New York. pp. 363–364.
- GVOZDETSKIY, N. A. 1965: Types of Karst in the U.S.S.R. – *Separatum, Prob. Speleol. Research* (Prague), pp. 47–54.
- GYURICZA GY. – SÁSDI L. 2009: A Baradla-barlangrendszer kialakulásának kérdései a tágabb környezetföldtani fejlődésének tükrében. – *Földtani Közlöny* 139. 1. pp. 83–92.
- HEVESI A. 1978: A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata. – *Földrajzi Értesítő* 27. 2. pp. 169–203.
- HEVESI A. 1986: Hideg vizek létrehozta karsztok osztályozása. – *Földrajzi Értesítő* 35. 3–4. pp. 231–254.
- HEVESI A. 2001: A Nyugat-Mecsek felszíni karsztosodásának kérdései. – *Karsztfejlődés*, VI. Szombathely. pp. 103–111.
- HYATT, J. A. – JACOBS, P. M. 1996: Distribution and morphology of sinkholes triggered by flooding Tropical Storm Alberto at Albany, Georgia, USA. – *Geomorphology* 17. pp. 305–316.
- JAKUCS L. 1971: A karsztok morfogenetikája. A karsztfejlődés variációi. – Akadémiai Kiadó, Budapest. 310 p.
- JAKUCS L. 1977: A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai. – *Karszt és Barlang* I–II. pp. 1–16.
- JENNINGS, J. N. 1985: *Karst Geomorphology*. – Basil Blackwell New York. 293 p.
- JOHNSON, K. S. – COLLINS, E. W. – SENI, S. J. 2003: Sinkholes and Land Subsidence Due to Salt Dissolution near Wink, West Texas and Other Sites in Western Texas and New Mexico. – *Oklahoma Geological Survey Circular* 109. pp. 163–195.
- KUNAVÉR, J. 1983: Geomorphology of the Kanin Mountains with special regard to the glaciokarst. – *Geografski zbornik* 22. 1. pp. 201–343.
- LÁNG S. 1948: Karszttanulmányok a Dunántúli-középhegységben. – *Hidrológiai Közlöny* 28. pp. 49–52.
- LÁNG S. 1962: A Bakony geomorfológiai vázlata. – *Karszt és Barlangkutatási Tájékoztató* 7. pp. 86–91.
- SAURO, U. 2012: Closed Depressions in Karst Areas. – In: WHITE, W. B. – CULVER, D. C. (eds): *Encyclopedia of Caves*. Elsevier, Amsterdam. pp. 140–155.
- SAWICKI, L. S. 1909: Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. – *Geographisches Zeitschrift* (Vienna), 15. pp. 185–204, 259–281.
- SMART, C. 2004: Glacierized and Glaciated karst. – In: GUNN J. (ed.) *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. – Fitzroy Dearborn, New York, London. pp. 388–391.
- SWEETING, M. M. 1973: *Karst Landforms*. – Columbia University Press, New York. 362 p.
- SZABÓ P. Z. 1968: A magyarországi karsztosodás fejlődéstörténetének vázlata. – *Értekezések, 1967–1986*, MTA Dunántúli Tudományos Intézet. Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 13–25.
- TRUDGILL S. T. 1985: *Limestone geomorphology*. – Longman, New York. 196 p.
- VERESS, M. 2016: Covered Karst. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 536 p. DOI 10.1007/978-94-017-7518-2.
- VERESS, M. 2017: Solution doline development on glaciokarst in alpine and Dinaric areas – *Earth-Science Reviews* 173. pp. 31–48.
- VERESS M. – ZENTAI Z. 2009: Karsztjelenségek minősítése a Bükk-hegység néhány mintaterületén a mészkőfejú morfológiájának és a fedőüledékek szerkezetének értékelésével. – *Karszt és Barlang* 2007, I–II. pp. 37–54.
- WALTERS, R. F. 1977: Land subsidence in central Kansas related to salt dissolution. – *Bulletin Kansas Geological Survey* 214. 82 p.
- WALTHAM, A. C. – FOOKES, P. G. 2003: Engineering classification of karst ground conditions. – *Quarterly Journal Engineering Geology Hydrogeology* 36. pp. 101–118.
- WALTHAM, A. C. – SMART, P. L. 1988: Civil engineering difficulties in the karst of China. – *Quarterly Journal Engineering Geology* 21. pp. 2–6.
- WALTHAM, T. – BELL, F. – CULSHAW, M. 2005: *Sinkholes and Subsidence*. – Springer, Berlin – Heidelberg. 382 p.
- WASSMANN, T. H. 1979: Mining subsidence in the East Netherlands. – In: SAXENA S. K. (ed.): *Evaluation and Prediction of Subsidence*. American Society Civil Engineers. New York. pp. 283–302.
- WHITE, W. B. 1988: *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. – Oxford University Press, New York–Oxford. 464 p.
- WILLIAMS, P. W. 1983: The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. – *Journal Hydrology* 61. pp. 45–67.
- WILLIAMS, P. W. 2004: Dolines. – In: GUNN J. (ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York, London. pp. 304–310.
- ZÁMBÓ L. 1970: A vörösgyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-karszt délnyugati részén – *Földrajzi Közlemények* 18. 4. pp. 281–293.
- ZÁMBÓ L. 1986: Karsztvörösgyagok CO₂-termelése és a karsztkorrozó összefüggése. – *A Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei, I. sorozat, Bányászat* 33. 1-4. pp. 125–138.